中華農業研究（Jour. Agri. Res. China）40(1)：57～70（1991）

本省中南部沖積土不同形態鐵在剖面中之分佈及其對土壤磷吸著的影響[1]

譚　增　偉[2]

摘要：本研究目的爲明瞭沖積土中不同形態可抽出性鐵在水、旱田土壤剖面中之分佈特性，從不同形態之土壤剖面中探究與其有關之土壤化學性質的差異，及評估此性質對土壤磷吸著的影響。所得結果如下：

1. 游離鐵(Fe_d,Dithionite法)在剖面中之含量分佈大致與粘粒一致，唯受水田表土鐵之往下移動、地下水位上下起伏及剖面質地出現極不均的情形所影響。表土之 Fe_d 與粘粒含量二者呈極顯著正相關，且Fe_d含量呈旱田較高，排水良水田次之，而排水不良水田較低之趨勢。

   無定形鐵(Fe_o, Ammonium oxalate法) 在剖面中之含量分佈則與粘粒無關而與有機質之分佈一致, 即使表土具較低之Fe_d含量，Fe_d含量均以表土層最高，然後逐漸降低。表土之Fe_o含量受有機質含量及水田浸水影響，故表土之Fe_o與Fe_d不同，其與粘粒含量之相關僅呈5%顯著，且旱田者Fe_o含量明顯較水田低。
2. 鐵活性比(Fe_o／Fe_d)在剖面中之分佈亦大致與有機質一致，而表土之鐵活性比，排水不良水田最高、排水良水田次之，旱田最低，故利用此比值可將此三種不同剖面形態之土壤區分。唯表土以下之灰斑層無法以此比值鑑定。
3. 表土之土壤性質與土壤磷吸著的相關分析顯示土壤磷吸著僅與 Fe_o含量成極顯著正相關，Fe_o對土壤磷吸著的重要性遠大於Fe_d。
4. 土壤經浸水90天放乾後，僅經浸水處理的土壤，Fe_o含量較未浸水土壤增加，而添加1%有機質浸水處理者，增加幅度更大，且此效果，以旱田土壤明顯大於水田土壤。由此而導致土壤對磷吸著的增加趨勢亦同。經處理後之土壤利用草酸銨以抽出Fe_o後，磷吸著會明顯降低，且處理間磷吸著的差異亦因此而除去，顯示Fe_o確實是影響磷吸著的重要因子，唯各土壤間磷吸著的差異仍存在，表示土壤中除Fe_o外尚有其他成分參與磷的吸著作用。

關鍵詞：游離鐵、無定形鐵、鐵活性比、磷吸著、水田、旱田、排水、剖面。

本省自民國73年開始推行稻田轉作政策，今已進入第二個六年計畫，其間轉作田玉米栽培技術之研究多涉及與土壤肥力及土壤密實性有關著[5,4,3]。李氏[2]之研究則指出，新由水田轉作作玉米易發生缺磷問題，且此初轉作田之土壤有效磷含量無法以Bray或Olsen法測得之磷表示。此結果或許即與水、旱田土壤性質迥異有關，因水田與旱田土壤之生成環境不同，前者之最大特徵就是土壤經浸水而呈還原態，故在田間極易觀察到水田表土呈明顯的灰色，再加上土壤內部排水不同，自然會造成剖面形態上之差異。然國內有關比較水、旱土壤剖面形態特徵之研究並不多見，尤其針對形態特徵上之不同，而能指出有關化學性質之差異， 致影響土壤肥力方面的研究極需探討。

土壤中鐵氧化物的形態分佈及顏色特徵即爲最易受土壤剖面化育過程的影響，因此常被用來指示土壤發育的程度，或定義土類及描述某些化育層的形態特徵等[29,12,27]。又因其顏色特徵在田間極易辨識，如灰斑的存在，故更常據以區別土壤的排水情形，及解釋某些土地利用的可適用度[24,10,31]。土壤之形態，其有關性質若能經由實驗室的分析數據予以定量化，則可驗證或解釋田間觀察的結果。本研究即在探討不同形態之可抽出性鐵在水、旱田土壤剖面中之分佈特性， 希望從田間可觀察到的土壤形態上之差異， 找出與其有關土壤化學性質的不同，及評估此性質對土壤磷吸著的影響。

---

1. 臺灣省農業試驗所　研究報告第 1552 號。
2. 本所農業化學系助理。臺灣省　臺中縣　霧峰鄉。

材料與方法

一、土壤調查及採樣

就本省中南部沖積土，採取水、旱田土壤剖面樣本，其中水田包括排水良與不良二種;旱田係指永久性旱田，僅包括排水良一種。調查中，對排水不良的認定標準，係採用灰斑層的定義，並規定若表土下60公分內均爲灰斑層即屬排水不良土壤，以符合土壤肥力能限分類中有關肥力限制因子“g(Gley)”之定義[15]，否則即屬排水良。總計採取79個表土樣本，每一土壤均利用土鑽作剖面觀察，並從中採取18個剖面樣本，每一剖面依顏色及質地分層取土樣，供土壤性質分析。

二、土壤性質分析

1. 一般性質:包括土壤PH、土壤質地、有機質、CEC等均依本省現行採用之方法[1]。
2. 磷吸著測定:稱2克風乾土於50ml塑膠離心管中， 加30ml30ppm P溶液(溶於 0.01M $CaCl_2$中)，及甲笨二滴，以橡皮塞塞緊置於搖動機上，搖動30分鐘後，置於30°C之保溫箱內，保溫四天，每日取出予以搖動30分鐘，四天後取出，搖動30分鐘後離心、過濾，測定土壤吸著磷的量。
3. 游離鐵(Fe_d)及無定形鐵(Fe_o):前者採用 Dithionite 抽出法[20]，後者採用草酸銨抽出法[13]。

三、土壤經浸水孵育後對無定形鐵及磷吸著的影響

土壤分浸水及添加1%有機質(加入cellulose)浸水二種處理，浸水面保持2公分，連同對照(不浸水)置於室溫下90天。土壤孵育期間，定期攪拌土壤，使土壤與容器及水之接觸面所產生的鐵氧化物沈澱能與土壤充分混合。90天後，土壤經排水，置於風乾室風乾後，分析土壤磷吸著及無定形鐵含量。所用六種土壤，取自79個表土樣本，其一般理化性質如表1。

表1. 孵育試驗用土壤之理化性質

Table 1. Some properties of soils used for incubation study

Soil No.	Location	Soil series	Texture	Clay (%)	PH	O.M (%)	CEC me/100g	Fe_o (ppm)	Fe_d (ppm)	Drainage condition
1.	南投	軍功寮系	SiL	18.3	6.4	1.28	11.02	3 212	14 025	Well drained upland field
2.	崙背	南興系	L	15.7	7.3	1.75	6.81	1 385	8 038	Well drained upland field
3.	六脚	仁德系	SL	5.7	6.5	0.90	3.80	1 859	7 100	Well drained upland field
4.	水林	弧山系	SiCL	29.7	6.4	2.42	11.38	4 700	14 861	Well drained paddy field
5.	南投	軍功寮系	SiL	18.7	5.3	1.25	9.75	8 126	14 880	Well drained paddy field
6.	霧峰	山脚鄉系	L	22.3	5.1	3.91	13.03	7 840	10 464	Poorly drained paddy field

結果與討論

一、游離鐵(Fe_d)在水、旱田土壤剖面中之分佈

因鐵氧化物與土壤顏色有密切關係，故經由田間觀察剖面顏色特徵及由表2,3,4之分析結果,比較 Fe_d 在水、旱田土壤剖面之分佈,發現水田之表土(0－15公分左右)比底土(15－30公分左右)具較低Fe_d含量，就旱田而言，此一結果並不明顯。一般而言，鐵之分佈主要受還原過程與粘粒移動之影響[18,8]，Moor[22] (及其引用Patric 及 Turner等人之結果)指出在浸水之灰粘層其氧化還原電位均小於300 mv，在此條件下，鐵可被轉變成較易移動之還原態， 因此經淋洗後其Fe_d 含量較低。本研究中各土壤均屬沖積土，尚無法單從粘粒含量探知是否具有粘粒移動之跡象，唯從本省水稻田土壤在浸水狀況下，其表土之氧化還原電位小於300mv的情形普徧發生[9]，可見在還原狀態下，鐵的移動性與淋溶性自然造成浸水耕犁層中具有較低之 Fe_d 含量 。 至於旱田，此結果並不明顯，甚呈相反的情形，即表

表2. 排水良水田土壤剖面之理化性質

Table 2. Soil properties of well drained paddy field.

Soil No.	Depth (cm)	Texture	Clay (%)	PH	O.M. (%)	Fe_o (μg/g soil)	Fe_d	Fe_o/Fe_d
1.	0-20	SiL	24.0	7.2	2.30	4 377	12 016	0.364
	40	SiCL	38.0	8.0	1.04	2 066	16 348	0.126
	70	SiL	26.0	8.0	0.94	1 801	10 926	0.165
	100	SiCL	27.0	7.9	0.83	1 110	12 852	0.086
	130	SiL	20.0	8.0	0.62	815	15 748	0.052
	150	SiL	10.0	8.0	0.51	587	12 293	0.048
2.	0-15	SiCL	29.7	6.4	2.12	4 700	14 861	0.316
	30	SiCL	33.8	7.5	0.86	757	19 452	0.039
	60	SiCL	31.8	7.3	0.65	587	16 348	0.036
	90	L	22.8	7.2	0.42	421	15 155	0.028
	120	SiL	20.8	7.1	0.41	532	15 451	0.034
	150	L	19.8	7.2	0.39	402	14 577	0.028
3.	0-15	SiCL	32.8	6.8	1.57	4 742	14 285	0.332
	30	CL	31.8	7.3	1.07	1 588	15 205	0.104
	60	SiCL	39.8	7.5	0.91	615	17 920	0.034
	80	SiCL	36.8	7.7	0.68	298	16 678	0.018
	110	SiCL	29.8	7.8	0.55	247	15 168	0.016
	140	SiL	18.8	7.8	0.36	147	11 736	0.013
4.	0-15	SiL	21.8	6.5	1.56	4 137	12 012	0.344
	30	SiL	14.8	7.1	1.88	1 185	12 569	0.094
	60	SiCL	33.8	6.9	0.79	508	18 235	0.028
	90	SiCL	28.8	7.0	0.77	508	16 678	0.030
	120	L	22.8	7.0	0.61	350	13 705	0.026
	150	L	16.8	6.9	0.32	508	10 652	0.048
5.	0-15	L	21.1	4.0	1.62	3 155	9 932	0.318
	30	L	19.1	4.9	1.46	2 568	10 983	0.234
	50	L	16.9	5.6	0.84	929	12 676	0.063
	100	L	23.9	6.3	1.41	1 217	14 691	0.083
	150	SL	5.9	6.6	0.45	191	8 679	0.022
6.	0-10	SiL	20.3	5.0	1.92	7 580	12 989	0.584
	20	SiL	22.3	5.5	1.55	7 115	14 992	0.475
	40	SiL	16.3	6.0	0.95	3 660	11 882	0.308
	60	SiL	14.3	6.1	0.57	2 520	10 780	0.234
	80	SiL	24.3	6.2	0.86	3 840	14 322	0.268
	100	SiL	22.3	6.3	0.89	3 660	13 654	0.268
	120	SiL	20.3	6.1	0.70	3 420	12 546	0.273
	130	SiL	12.3	6.3	0.47	1 860	10 340	0.180
	150	L	11.9	6.4	0.33	1 650	10 440	0.158
7.	0-20	SL	13.7	5.0	1.33	2 925	6 875	0.425
	35	SL	11.7	4.9	0.44	1 965	17 068	0.115
	65	L	19.7	5.7	1.07	2 475	6 938	0.357
	72	LS	7.0	5.9	0.43	1 783	18 740	0.095

表3. 排水良旱田土壤剖面之理化性質

Table 3. Soil properties of well drained upland field.

Soil No.	Depth (cm)	Texture	Clay (%)	PH	O.M. (%)	Fe_o (μg/g soil)	Fe_d (μg/g soil)	Fe_o/Fe_d
1.	0-20	SL	6.0	6.9	0.72	1 377	6 212	0.222
	40	SL	7.0	7.3	0.46	1 131	5 976	0.189
	70	LS	2.0	7.7	0.26	544	5 976	0.091
	100	LS	1.0	7.8	0.25	544	5 278	0.103
	140	SL	2.0	7.8	0.25	544	5 742	0.095
	150	SiL	15.0	7.3	0.65	950	9 416	0.101
2.	0-20	L	7.0	6.9	0.98	2 009	7 085	0.284
	40	L	7.0	6.7	0.66	1 669	6 364	0.262
	70	SL	2.0	7.7	0.36	850	5 426	0.157
	100	SiL	8.0	7.8	0.50	1 524	7 520	0.203
	130	SiL	5.0	8.0	0.34	850	6 603	0.129
3.	0-20	L	11.1	4.3	1.63	1 473	9 745	0.151
	35	L	13.1	4.5	1.60	1 354	9 484	0.143
	50	L	14.1	5.0	1.25	1 180	9 484	0.124
	70	L	21.1	5.6	1.36	1 333	11 363	0.135
	80	LS	7.0	6.1	0.46	904	12 204	0.074
4.	0-15	SiL	22.1	6.2	1.47	1 413	13 652	0.104
	30	SiCL	27.1	6.7	1.39	1 354	14 550	0.093
	55	SiCL	33.1	7.1	1.18	958	18 682	0.015
	75	SiCL	29.1	7.2	0.86	593	16 584	0.036
	105	SiCL	39.1	7.0	0.71	447	20 033	0.022
	130	SiL	19.1	7.1	0.45	352	15 468	0.020
5.	0-15	L	13.1	4.9	1.49	1 354	8 714	0.155
	30	L	13.1	5.6	1.11	1 180	8 968	0.132
	65	L	11.1	6.5	0.76	544	10 275	0.053
	85	L	12.1	6.9	0.54	547	14 106	0.039
	115	L	23.1	7.5	0.89	929	18 689	0.050
	130	SL	1.1	7.3	0.33	443	4 248	0.104
	150	SiL	11.1	7.1	0.85	1 100	10 756	0.102
6.	0-10	SiL	18.3	6.4	1.28	2 543	14 025	0.181
	20	SiL	16.3	6.6	1.11	2 382	13 475	0.177
	40	L	14.3	6.5	0.99	2 237	12 651	0.177
	60	L	12.3	6.3	0.86	2 114	12 377	0.171
	80	SiL	10.3	6.4	0.55	1 647	10 736	0.153
	100	SiL	22.3	6.5	0.80	2 320	14 513	0.160
	120	L	13.3	6.6	0.53	1 711	12 651	0.135
	130	L	12.3	6.6	0.43	1 310	11 829	0.111
	150	SiL	14.9	6.7	0.63	1 838	12 925	0.142

表4. 排水不良水田土壤剖面之理化性質

Table 4. Soil properties of poorly drained paddy field.

Soil No.	Depth (cm)	Texture	Clay (%)	PH	O.M. (%)	Fe_o (μg/g soil)	Fe_d (μg/g soil)	Fe_o/Fe_d
1.	0-20	SiL	23.8	4.6	2.89	5 322	7 828	0.680
	30	L	25.8	5.3	1.53	4 300	13 705	0.314
	50	L	25.8	6.5	0.55	1 244	15 466	0.087
	70	L	20.8	6.6	0.43	1 365	14 285	0.096
	100	L	18.8	6.7	0.42	1 244	14 285	0.096
	125	SiCL	29.8	6.7	0.52	1 741	16 678	0.104
	150	SiCL	30.8	6.7	0.48	951	17 295	0.055
2.	0-20	SL	17.8	5.9	3.00	5 374	7 338	0.732
	40	SL	13.8	7.2	1.36	1 488	7 582	0.196
	60	L	21.6	5.8	1.06	1 677	16 678	0.100
	70	L	24.6	5.4	1.30	1 805	13 133	0.137
	80	S	6.6	6.5	0.32	670	7 338	0.091
	100	L	21.6	6.2	1.75	3 659	11 190	0.327
	120	L	15.6	6.4	1.23	4 717	10 920	0.432
3.	0-20	SL	10.3	5.7	1.87	3 596	5 230	0.688
	35	SL	9.6	6.2	0.84	2 068	9 599	0.215
	50	SL	10.6	6.6	0.61	1 008	7 828	0.129
	75	L	14.6	6.9	0.37	1 608	11 190	0.090
	100	L	14.6	6.8	0.42	1 244	12 568	0.099
4.	0-20	SCL	20.6	5.2	2.34	4 650	6 759	0.688
	40	SCL	21.6	6.0	1.54	1 627	7 363	0.221
	60	CL	27.6	6.8	1.54	2 089	9 162	0.288
	80	L	14.6	6.9	0.79	340	10 447	0.033
	100	SL	17.6	6.9	0.46	169	10 187	0.017
	130	SL	12.6	6.8	0.33	226	7 171	0.032
	150	SL	13.6	6.9	0.32	226	9 672	0.023
5.	0-15	CL	27.9	5.6	2.37	6 975	10 463	0.667
	30	CL	27.9	6.3	1.59	6 000	11 829	0.507
	40	SiC	40.9	6.5	1.65	5 400	11 829	0.457
	50	SiCL	35.9	6.4	1.78	6 000	10 463	0.573
	60	SiCL	35.9	6.3	1.86	6 500	11 829	0.549
	75	SiCL	36.9	6.3	1.78	6 600	10 736	0.615
	90	CL	34.9	5.8	1.58	6 375	11 829	0.539
	115	CL	32.9	5.4	1.52	4 500	10 191	0.442
	130	SL	14.9	6.5	0.24	1 050	11 009	0.095
	145	SL	12.9	6.6	0.22	750	11 009	0.068

土之 Fe_d 含量比底土高，此可能與表土具較強之風化作用而釋放鐵，及在氧化狀態下鐵不易經自然淋洗而移動有關。經移動的鐵，再經氧化沈積於剖面不同深度，故一般水田土壤 Fe_d 含量在剖面中之分佈趨勢與粘粒並非完全一致(表2之1至6剖面)。至於排水不良水田，此種趨勢更不明顯(表4之1至4剖面)，顯示鐵之分佈受地下水位上下起伏之影響。相反的，一般旱田土壤，Fe_d 和粘粒含量在剖面中之分佈趨勢極一致(表3之1,2,4,5,6剖面),即剖面中Fe_d 出現最大和最小值的土層與粘粒之最大,最小值者相當。

上述鐵的移動性，不但發生在剖面上部，亦發生於部面下部。如表4之第5及表2之第7剖面，均屬剖面質地不均的情形，因在質地不均的情形下，粗質地上方之細質地土層，會因不飽和水流受阻造成土壤還原而形成灰斑[7,16]，故表4之第5剖面於砂質壤土上方形成明顯的灰斑層，在灰斑層中經還原移動的鐵，再經氧化沈澱於粗質地土層中而形成鐵聚積層，致粗質地土層中 Fe_d 含量並不低於上方細質地者，此鐵聚積層的形成過程與 Veneman[30] 和 Clothier[7] 的結果類似。又表2之第7剖面含石礫層，屬質地不均的極端情形，故於剖面深度35－65公分出現明顯的灰斑層，壤質砂土層(65－72公分)中粘粒含量雖低，其 Fe_d 含量卻爲其上方灰斑層的2.7倍，形成極明顯的鐵聚積層。此種鐵的再分佈，使得 Fe_d 與粘粒含量在剖面中之分佈趨勢並不一致。前述之剖面爲水田土壤，至於旱田土壤亦有相同結果，如表3之第3剖面，在壤質砂土之上方亦出現灰斑層(50－70公分)，此剖面形態與表2之第7剖面類似，且壤質砂土之 Fe_d 含量亦高於上方之細質地者(50－70公分)，唯此差距遠小於水田土壤者(表2第7剖面)，可能因在水田狀態下，粗質地上方之灰斑層還原時期較長，淋洗作用亦較強烈，致造成 Fe_d 之大量損失。

若僅從表土之 Fe_d 與粘粒含量之關係從79個包括水、旱田土壤樣本中，發現二者呈極顯著相關，如圖1所示。從此圖亦顯示一般旱田土壤其 Fe_d 含量較高，而排水不良水田則含量較低。

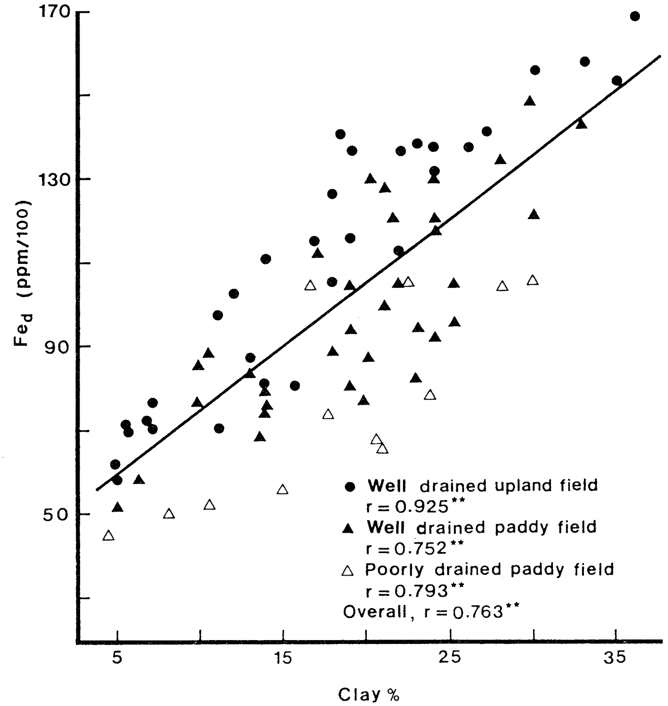

圖1. 表土之游離鐵與粘粒含量之關係

Fig1. Relationship between free iron and clay content in surface soils.

二、無定形鐵(Fe_o)及鐵活性比(Fe_o／Fe_d)在水、旱田土壤剖面中之分布

無定形鐵爲游離鐵氧化物之一部份，只是其爲非結晶性。游離鐵氧化物包括結晶性的與非結晶性(無定形的)兩種，因此無定形鐵之含量一般比游離氧化鐵之含量要低。由表2,3,4知,不論水、旱田土壤，即使表土具較低 Fe_d 含量，而 Fe_o 含量均以表土層最大，然後逐漸降低，似與剖面中有機質含量之分佈趨勢極一致(相關係數 $r=0.825^{**}$，18個剖面)，而與剖面中粘粒或游離鐵含量之分佈趨勢並不一致，且鐵活性比在剖面中雖有少許變化，但可明顯看出以表土層最大，在剖面下層最小，亦與有機質含量之分佈趨勢一致。此結果可能與表土具有較強之風化作用而釋放Fe_o[29] 及有機質會抑制鐵的結晶化有關[28]。

表2,3,4更顯示水田土壤表土較旱田土壤具較高之 Fe_o含量及鐵活性比，且表底土 Fe_o 含量差異亦以水田者較大。表2之剖面6與表3之剖面6屬同一土系，唯前者爲水田，後者爲旱田，僅由道路隔開，二者表土質地亦同，在水田利用下，故水田表土之 Fe_d 含量略低於旱田，但二者表土之 Fe_o 含量及鐵活性比差異極大，水田約爲旱田之3倍，可知浸水亦影響 Fe_o 含量，此因浸水造成還原態下有利於 Fe_o 的形成[29]。

上述結果，顯示游離氧化鐵存在狀態之差異，主要受到二種因素之影響，即受(1)有機質、(2)土壤浸水之影響。一般排水不良水田表土呈現較強還原態，及具較高之有機質含量，因此比旱田及排水良水田具極高之鐵活性比。基此特性，Fe_o 與 Fe_d 不同，從79個包括水、旱田之表土樣本中，其與粘粒含量僅呈5%顯著相關，如圖2所示。從此圖亦顯示一般旱田表土其 Fe_o 含量較低，而排水不良水田，雖然一般 Fe_d 含量較低(圖1)，但因鐵活性比較高，故 Fe_o 含量並不低於排水良之水田。

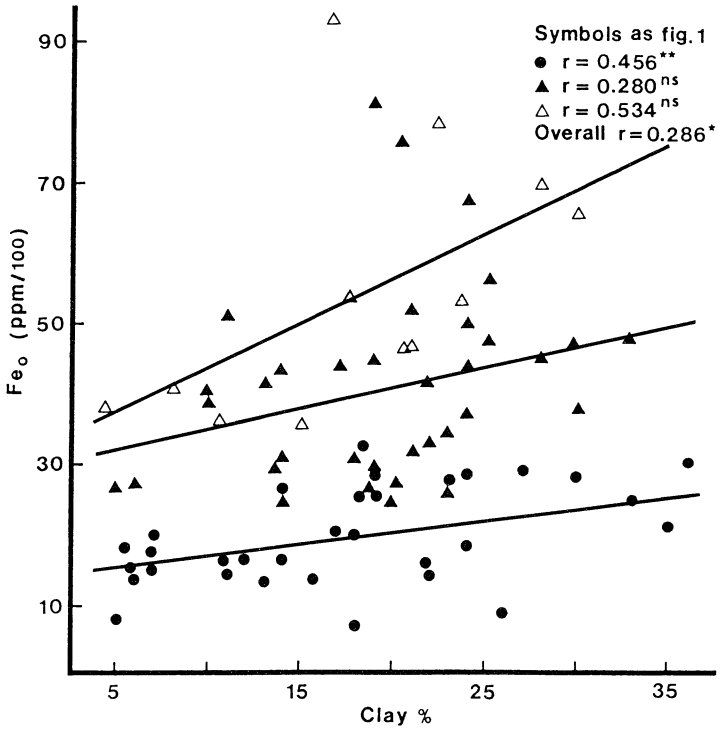

圖2. 表土之無定形鐵與粘粒含量之關係

Fig2. Relationship between amorphous iron and clay content in surface soils.

因此，利用鐵活性比似可以反映土壤化育情形，Moor[22] 指出灰粘層較非灰粘層具較高之鐵活性比，而具高有機質含量之灰壤化土層亦具較高之比值。Stonehouse 及Arnaud[29] 認爲利用上層土壤之鐵活性比可用來區別排水良好與否，當比值 〈 0.35表示排水良，〉 0.35表示排水不良。本研究結果，由表2,3,4比較鐵活性比在水、旱田土壤剖面分佈之差異，最主要之區別就在表土之比值;排水不良水田最高、排水良水田次之、旱田最低。圖3爲79個包括水、旱田表土之鐵活性比的分佈情形，雖然鐵活性比在剖面中大致與有機質之分佈趨勢一致(表2,3,4),但就表土而言，二者之相關關係，不論旱田、排水良及不良水田，均不顯著。其中旱田土壤比值之分佈範圍 〈 0.283，排水良之水田爲0.307－0.579，排水不良水田爲0.624－0.889，故利用表土之鐵活性比值確實可以區別上述三種土壤， 即比值0.283似可暫定作爲水、旱由土壤之界限，而0.624可作爲水田土壤排水良好否之界限。

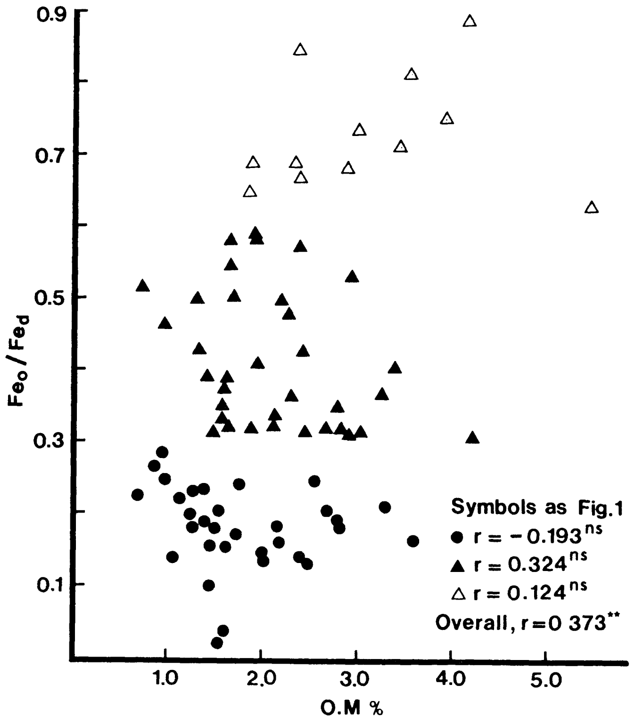

圖3. 表土之鐵活性比與有機質之關係

Fig3. Relationship between iron activity ratio and organic matter content in surface soils.

在田間鑑定土壤內部排水情形，以灰斑層之出現作爲判斷之標準，是極爲方便而可行的，然對土色觀察或有人爲誤差，故若能從化學分析上予以區分，則可補充或說明田間觀察的結果。然本研究結果，對上述土壤從表土鐵活性比之區分雖有意義， 但對表土以下，尤其剖面下部，不論是否爲灰斑層，鐵活性比之變異相當大，如表3之第5剖面，無灰斑層出現，其比值分佈範圍0.039－0.155，表4中之第4剖面，全剖面均爲灰斑層，其表土以下之鐵活性比分佈範圍爲0.023－0.221，故無法找出臨界值以區分是否爲排水不良土層。

三、表土之土壤性質與土壤磷吸著之關係

經將土壤性質中可能影響磷吸著之PH、O.M、CEC、Clay、Fe_o、Fe_d等與磷吸著作迴歸分析，發現其中三項與磷吸著達顯著或極顯著之關係，其單相關係數如表5。

表5. 土壤性質與磷吸著之相關關係

Table 5. Correlation coefficients for relationships between soil properties and P sorption.

	PH	O.M	Clay	CEC	Fe_o	Fe_d
P sorption	0.292	0.399*	0.320	0.402*	0.867**	−0.033

上表顯示CEC大，O.M、Fe_o 含量高的土壤施磷肥後被固定的機會較大。其中除CEC一項外，均甚爲合理;粘土礦物中之高嶺石類較蒙特石類固定磷較多(11)，但前者之CEC遠低於後者，此點似與本結果矛盾，係因所測定土壤不含蒙特石類粘土礦物之故。表5中僅Fe_o含量與土壤磷吸著呈極顯著相關(圖4)，又 Fe_o 爲 Fe_d 之一部份，其與磷吸著之相關係數卻遠大於 Fe_d 者，因 Fe_o 較結晶性鐵具較大的表面積(14)，其對磷的吸著力約爲結晶鐵的109倍(21)，而 Fe_d 含量高者並不表示 Fe_o 含量亦高，故 Fe_o 對磷吸著的影響，其重要性如所預期的要遠大於 Fe_d。

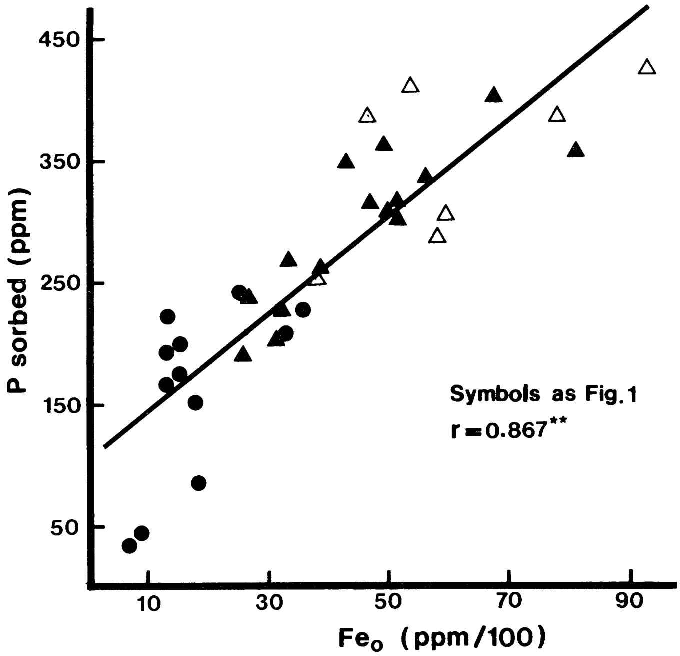

圖4. 表土之Fe_o含量與磷吸著之關係

Fig4. Relationship between P sorption and Fe_o content in surface soils.

前已述及Fe_o在剖面中之含量分佈均以表土層最高，且表土之含量一般均遠大於剖面下部，其中水田表土之Fe_o含量更遠大於旱田土壤者(圖2)，水旱田土壤此種 Fe_o之分佈差異，使得水田轉作旱作時，施磷肥被固定的情形會極嚴重，因磷肥都施於表土，而又不易往下移動。

四、浸水孵育對土壤無定形鐵含量變化的影響

土壤孵育所用之六種土壤中(表1)，1至3號爲旱田土壤，4至6號爲水田土壤，以旱田土壤之Fe_o含量較低。由表6知土壤僅經浸水處理後，Fe_o含量較未浸水處理者增加，且旱田土壤的增加幅度明顯大於水田土壤，前者的增加百分率分別爲31%、25%、21%，後者分別爲11%、8.1%、2.4%;添加有機質浸水處理者，Fe_o含量則較對照呈大幅度增加，而增加的幅度，旱田土壤更明顯大於水田土壤，前者增加百分率分別爲119.8%、102.5%、62%，後者各爲25.9%、14.9%、5%，此增加百分率之大小次序與僅經浸水處理者相同，唯增加之幅度更大。

表6. 土壤經浸水孵育後對無定形鐵含量的影響

Table 6. Effects of flooding incubation on amorphous Fe content of soils

Treatments	Amorphous Fe content, ppm					
	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6
1. Unflooded, check	3212	1385	1859	4700	8126	7840
2. Flooded with 0% OM	4207	1731	2249	5218	8783	8028
3. Flooded with 1% OM	7060	2805	3012	5918	9339	8231
LSD.05 between any two treatments=232						
LSD.05between any two soils=281						

上述結果表示經浸水後的土壤，Fe_o 含量的變化受原土壤還原能力的影響，旱田土壤氧化程度較水田高，故其浸水後 Fe_o 含量增加幅度大於水田土壤。添加有機質浸水，因添加之有機質供給微生物能源而增強土壤的還原作用[23]，故土壤中 Fe_o 含量更呈大幅度增加。雖然上述水田土壤(4至6號土)僅經浸水處理者，Fe_o 含量會有不同程度的增加，但此並不代表實際田間狀況的結果，因在實驗室內，土壤先經風乾，此時微生物的生態環境已改變，且室內浸水是在無滲漏的情況下進行，否則依此結果，田間水田土壤在浸水－排水的循環作業下，Fe_o 含量會逐漸增加。一般而言，水田在經年浸水－排水的正常作業下，排水後的 Fe_o 含量係表示在此平衡狀態下的含量，應不受下一作浸水－排水的影響，唯有在機質含量改變，如施用有機肥料或其它因素，致增強浸水土壤的還原程度，即可能造成 Fe_o 含量的增加。表6之6號土，取自排水不良水田，原即還原程度已高，故室內經浸水處理後 Fe_o 含量改變遠小於其他排水好之水、旱田土，又該土壤有機質含量極高(表1)，故在加入有機質浸水處理後， Fe_o 含量變化在水田土壤中增加幅度最小，更遠小於其他旱田土壤。

五、土壤經浸水孵育後對磷吸著的影響

經浸水孵育後的土壤連同對照，經加入30ml30ppm的磷溶液，測定各土壤之磷吸著量如圖5所示，其中僅經浸水處理者之土壤，其磷吸著量均較未浸水者增加，而添加有機質浸水者增加之幅度更大，且此等效果旱田土壤明顯大於水田土壤。此結果與表6中 Fe_o 的變化趨勢相一致，表示各土壤僅經浸水或添加有機質浸水處理後，所增加之磷吸著量即可能受 Fe_o 含量增加的影響。

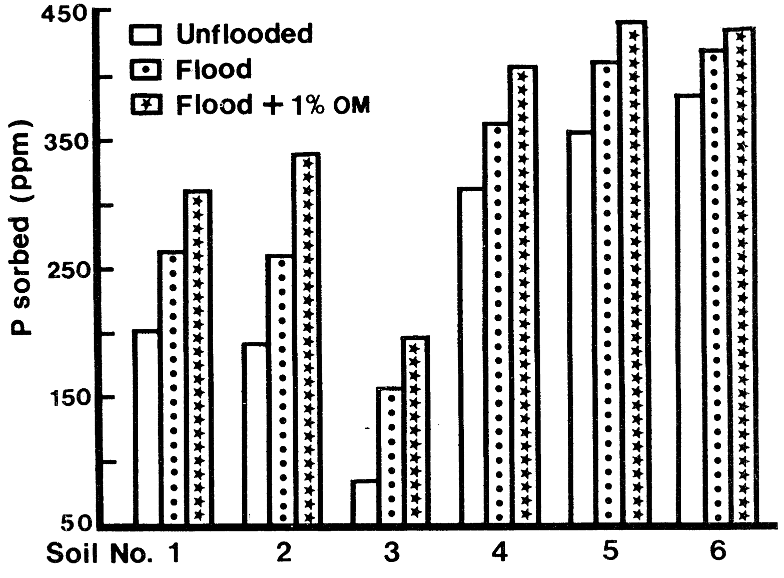

圖5. 土壤經浸水孵育後對磷吸著的影響

Fig5. Effects of flooding incubation on P sorption of soils.

將浸水後的土壤，連同對照，用草酸銨抽出以除去 Fe_o 後，經加入30ml30ppm磷溶液所測之磷吸著量如表7所示：

表7. 經浸水孵育後之土壤,用草酸銨抽出無定形鐵後對土壤磷吸著的影響

Table 7. Effects of extracting flooding-treated soils with 0.2M ammonium oxalate on P sorption

Treatments	P sorption, ppm					
	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6
1.Unflooded, check	171	118	25	264	245	65
2.Flooded with 0% OM	160	122	34	282	251	60
3.Flooded with 1% OM	174	125	37	271	234	72
$LSD_{.05}=14$						

此時土壤之磷吸著量顯然較未經草酸銨抽出者(圖5)降低，且原先因浸水及添加有機質浸水處理所造成磷吸著量的差異亦大部分經由除去 Fe_o 後而消除，此即證實土壤因浸水及添加有機質浸水所造成磷吸著量的增加，Fe_o 確實是影響的重要因子。土壤中 Fe_o 較結晶鐵具較大的表面積[14]，其對磷的吸著力亦百倍於結晶鐵者[21]，因此 Fe_o 被抽出後即減少了對磷吸著的表面積，而磷吸著量即呈大幅度降低。由於土壤中除了 Fe_o 外尚有其他成分參與磷的吸著作用[25]，故利用草酸銨除去 Fe_o 後，表7中各土壤間磷吸著的差異並不能因此而消除。

土壤經浸水放乾後，Fe_o 含量的增加似起因於三價鐵的結晶化合物經溶解再沈澱所產生， 同時此一過程即提供磷產生包裹作用的良好環境。Sah 等人[26] 指出此過程會導致包裹性磷(occluded phosphates)和鐵磷(Fe-P)含量的增加，而以包裹性磷佔優勢。一般而言，包裹性磷在氧化的環境下，因包覆的鐵氧化物之不溶性，致磷無法為旱作物吸收而成為非有效性[19]。本省推行稻田轉作後，發現初由水田轉為旱田之土壤易發生缺磷的問題[2]，其中涉及 Fe_o 增加土壤對磷的吸著力及其所導致磷形態的轉變，可能即為影響的重要機制。至於轉作田不論因排水不良[10] 或犁底層[7,14] 等因素均會限制玉米根系分佈極淺，而此區域又是剖面中磷固定最強的部份，此情形會使缺磷的問題更嚴重。又土壤經添加有機質浸水後會明顯增加土壤對磷的吸著力(圖5)，故對水田施用有機質後之轉作旱作，此等缺磷問題可預期更易發生。

參考文獻

1. 台灣省農業試驗所 1981，作物需肥診斷技術。
2. 李子純，1988，轉作玉米田土壤肥力限制因子研究。中華農業研究37(2):165-176
3. 連　深，1986，轉作田玉米肥料需要量與土壤肥力之關係。中華農業研究35(3):318-344
4. 連　深，1988，轉作田玉米生育特性及肥培管理。II播種行深犁及肥料深施之效果。中華農業研究37(2):151-164
5. 連　深，王鐘和，1988，轉作田玉米生育特性及肥培管理， I.子實收量之期作間和土壤間差異及有關因素。中華農業研究37(1):32-46
6. 孫存禮、楊策群 1989，台灣沖積土排水不良問題之發生。中國農業化學會誌27(1):38-45
7. 郭鴻裕、林登鴻、向為民，1985，玉米米根系分佈與土層硬度之關係。台灣省農業試驗所民國七十四年年報。
8. 陳尊賢，1984，台灣水田土壤調查與分類之今後模式－ 桃園濱海地區水田土壤之生成、化育與分類之研究。國立台灣大學博士論文。
9. 鄭安帝，1985，本省土壤水稻生產限制因子之綜合探討。國立中興大學碩士論文。
10. 譚增偉，1987，以灰斑層作為台灣農田旱作生產力分級之探討。國立中興大學碩士論文。
11. Bear, F.E.1961. Chemistry of the soil . 2nd End. Rainhold Publishing Crop, New York.
12. Blume, H.P., and U. Schivertmann. 1969. Genetic evaluation of profile distribution ofAl. Fe. and Mn

oxides. Soil Sci. Soc.Am.Proc.33:438－444.

13. Borggaard, O.K. 1981. Selective extraction of amorphous iron oxides by EDTA from soils from Denmark and Tanzania. J. Soil Sci. 32 : 427－437.
14. Borggaard, O.K. 1982. The influence of iron oxides on the surface area of soil. J. Soil Sci. 33:443－449.
15. Buol,S,W., P.A. Sanchez, K.B. Cate, and M.A.Granger. 1975. Soil fertility Capability classification:A technical soil classification system for fertility management . PP.126－145. E.Bronemisza and A. Alvardo(eds):Soil management in tropical America. North Carolina State University, Raleigh,N.C.
16. Clothier,B.E., D.R.Scotter, and J.P.Kerr. 1977. Water retention in soil underlain by a coarse-textured layer:theory and a field application. Soil Sci. 123:392－399.
17. Clothier,B.E., J.A. Pollok, and D.R.Scotter. 1978. Mottling in soil profiles containing a coarse-textured horizon. Soil Sci. Soc.Am.J.42:761－763.
18. Goth ,S.1976. Distribution of total and extractable forms of iron, manganese, and aluminum in development of rice soils of Saga polder lands. Soil Sci. Plant Nutr. 22:335－344.
19. Mahapatra, I.C., and W.h. Patrick, Jr.1969. Inorganic phosphate transformation in waterlogged soils. Soil Sci.107:281－287.
20. Mehra,O.P,and M.L.Jackson. 1960. Iron oxides removed from soils and clays by a dithionite－citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays and Clay Minerals. 7:317－327.
21. Mitchell, B.D.,V.C.Farmer, and W.J. Mchardy. 1964. Amorphous inorganic materials in soils .Adv. Agron. 16:327－384.
22. Moor, T.R. 1973. The distribution of iron, manganese, and aluminum in some soils from Northeast Scotland. J.Soil Sci.24:162－171.
23. Ponnamperuma, F.N. 1972. Chemistry of submerged soils. Adv. Agron. 24:29－96.
24. Richard Diers., and Dr. James L.Anderson. 1984 Part I. Development of soil mottling. soil Survey Horizons. 25(4):9－12.
25. Sah,R.N., and D.S. MIkkelsen. 1986. Effects of anaerobic decomposition of organic matter on sorption and transformation of phosphate in drained soils:1.Effects on phosphate sorption . Soil Sci. 142:267－274.
26. Sah,R.N., and D.S.MIkkelsen. 1986. Effects of anaerobic decompostion of organic matter on sorption and transformation of phosphate in drained soils:2. Effects on amorphous iron content and phosphate transformation . Soil Sci.142:346－351
27. Santos, M.C.D., R.J.St.Arnaud, and D.W.Anderson. 1986. Iron redistribution in three Boraffs(Gray Luvisols) of Saskatchewan. Soil Sci.Soc.Am.J.50:1272－1277.
28. Schwertmann. U.1966.Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxide. Nature. 212:645－646.
29. Stonehouse, H.B., and St.Arnaud, R.J.1971. Distribution of iron, clay and extractable iron and aluminium in some saskatchewan soils. Can.J.Soil Sci.51:283－292.
30. Veneman, P.L.M., M.J.Vepraskas, and J. Bouna. 1976. The physical significance of soil mottling in a Wisconsin toposequence. Geoderma. 15:103－118.
31. Vepraskas, M.J., F.G.Baker, and J.Bouna. 1976. Soil mottling and drainage in a Mollic Hapludalf as related to suitability for septic tank construction. Soil Sci. Soc.Am.Proc. 38:497－501.
32. Watanable,F.S., and S.R. Olsen.1965. Test of an ascorbic acid method for determining phosphorus in water and $NaHCO_3$ extracts from soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 29:677－698.

Disrtibution of Different Forms of Iron within Profiles from Alluvial Soils of Central-South Taiwan and Its Effect on Phosphate Sorption[1]

Tseng-Wei Tan[2]

Summary

The distribution of extractable forms of iron within profiles was described for rice soils and upland field from alluvial soils of central-south Taiwan. The different properties of profiles with various soil morphology was investigated and evaluated its effect on P-sorp tion. The results are summarized below:

1. The distribution of free iron content (Fe_d, dithionite-extractable) within soil profiles not completely concided with that of clay content, reflecting the influence of fluctuating water tables, downward movement of Fe_d in surface soil under paddy condition, and texture discontinuity within profile on the distribution of iron. There was the high correlation between Fe_d and clay content in sruface soils; however, the largest content of Fe_d was usually found in upland fields, followed by well drained paddy fields, and the lowest in poor drained paddy fields.

The distribution of amorphous iron content (Fe_o, oxalate-extractable) within profiles concided with that of organic matter content, but generally it did not correspond to clay content. The maximum for Fe_o, however, was usually in the surface soil in spite of its Fe_d depletion. Fe_o content in the surface soil was affected by organic matter content and flooding, therefore Fe_o contern, differing from Fed, was correlated with clay content with 5 % significance. However. Feo content in surface soils of upland fields was much lower than that of paddy fields.

2. The active iron ratio (Fe_o/Fe_d)decreased with depth down the profile and generally corresponded with organic matter content. The Fe_o/Fe_d ration in the surface soils could be used to separate well drained upland fields, well drained paddy fields, and poorly drained paddy fields. Layers below surface soils, exhibiting gley morphology, showed no difference in the Fe_o/Fe_d values, compared with their nongleyed counterpart, so that the Fe_o/Fe_d ratio could not be used to separate gleyed or nongleyed horizons below surface soils.

3. Among all the properties of the surface soils,only the Fe_o content was high correlated with soil P-sorption. The effect of Fe_o on P-sorption was much more important than that of Fe_d.

4. The soils were ammended with o and 1% organic matter as cellulose and kept flooded for 90 days. Upon soil-flooding and draining, the Fe_o content increased in each soils. With the application of 1% organic matter at the time of soil flooding, the Fe_o content increased by a large magnitude.

These effects for the soils from upland fields wewe much larger than those from paddy fields, there was the same trend for the effect on P-sorption.

When the soils with or without organic matter treatment during flooding were drained, air-dried, and extracted with ammonium oxalate, P-sorption decreased. This extraction also eliminated the difference in P sorption due to prior flooding. These implied that Fe_o seemed to be responsible for the P sorption. The difference in P sorption among the soils, however, was not removed by this extraction. This indicated that soil properties other then amorphous Fe content of soil may also be responsible for the P sorptivity.

Key Words : Free iron, Amorphous iron, Active iron ratio, P-sorption, Paddy field, Upland field, Drainage, Profile.

---

1. Contribution No. 1552 from Taiwan Agricultural Research Institute.
2. Research assistant, Department of Agricultural Chemistry, TARI, Wufeng, Taichung, Taiwan 41301, R. O. C.